

刘永强. 2016. 植被对干旱趋势的影响 [J]. 大气科学, 40 (1): 142–156. Liu Yongqiang. 2016. Impacts of vegetation on drought trends [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 142–156, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1508.15146.

植被对干旱趋势的影响

刘永强

Center for Forest Disturbance Science, USDA Forest Service, 320 Green St., Athens, Georgia 30602, USA

摘 要 历史干旱事件的观测和数值研究表明, 植被可通过地—气水分、能量和其他通量交换影响和反馈干旱。本研究旨在了解气候变化情形下植被对干旱趋势的影响和机制。应用美国大陆七个动力气候降尺度区域气候变化情景, 计算和分析了现在和未来的干旱指数、空间分布和季节变化。通过比较同一气候区两种植被类型区域干旱强度和频率理解植被的影响。集成分析结果表明, 未来美国干旱很可能增加, 其中大平原中部所有季节都很显著, 而东南和西南地区夏秋更为显著。植被对干旱趋势的影响和气候区有关。在温暖和潮湿/干燥气候区, 林地(草地)未来干旱强度和频率的增幅大于对应的农田(荒漠)区域, 因此植被可以放大未来干旱的风险。相反, 在寒冷和潮湿气候区, 林地(草地)区域未来干旱强度和频率增幅较小, 表明植被放大未来干旱的作用可能只在某些气候情形下出现。这种植被对未来干旱影响的复杂性和对气候区的依赖性对气候模式提供可靠的干旱模拟和预测及森林管理部门制定适应和减缓气候变化的策略提出了新的挑战。

关键词 植被 干旱 气候变化 干旱指数 美国气候区

文章编号 1006-9895(2016)01-0142-15

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1508.15146

Impacts of Vegetation on Drought Trends

LIU Yongqiang

Center for Forest Disturbance Science, USDA Forest Service, 320 Green St., Athens, Georgia 30602, USA

Abstract Vegetation conditions interact with and feed back to atmospheric anomalies such as droughts through water, energy and other exchanges on the land surface. Various mechanisms have been proposed to understand the related physical processes based on observational and numerical analyses of historical droughts. This study aims to understand the complex impacts and mechanisms of vegetation on future droughts under changing climate. Future trends in droughts were projected by comparing a drought index for present and future periods using seven dynamically downscaled regional climate change scenarios for the continental United States. The impacts of vegetation were examined by comparing changes in drought intensity and frequency between two types of land cover in each of six climate regimes. The ensemble results indicate that future droughts would increase in both intensity and frequency, mainly in the central Great Plains during all seasons, and in the Southeast and Southwest U.S. during warm seasons. The roles of vegetation depend on climate regime. Future droughts would increase more significantly on forest lands (grasslands) than the corresponding farmlands (drylands) in warm and moist/dry climate regimes. Vegetation, therefore, can amplify future droughts. In contrast, they would be less significant in cold and moist regimes, suggesting that the capacity of vegetation in amplifying future droughts would exist only in certain climate circumstances. The complex impacts and regional dependence raise new challenges for climate models to provide reliable drought simulation and projection, and for forest management to

收稿日期 2015-03-08; 网络预出版日期 2015-08-06

作者简介 刘永强, 男, 1959 年出生, 博士, 研究员, 主要从事气候与生态系统相互作用研究。E-mail: yliu@fs.fed.us

资助项目 美国自然科学基金会、农业部和能源部联合项目: 地球系统模式预报年代际区域气候 NIFA-2013-35100-20516

Funded by US NSF, USDA and DOE Joint Program on Decadal and Regional Climate Prediction using Earth System Models (EaSM) NIFA-2013-35100-20516

develop adaptation and mitigation strategies for climate change.

Keywords Vegetation, Drought, Climate change, Drought index, U.S. climate regime

前言

恩师叶笃正先生于 2013 年 10 月溘然长逝, 离开了为之奋斗了七十余载的科学事业。作者于上世纪 80 年代后期师从叶先生进行博士生的学习和研究, 有幸亲耳聆听了叶先生正直做人和严谨做学问的教诲、亲身感受了对科学的挚爱和追求、亲眼目睹了对全球变化研究倾注的巨大心血和作出的卓越贡献。

作者感受最深、受益最大的是叶先生的视野、敏锐性和开拓精神。上世纪 70 年代, 科学家在探索与人类活动息息相关的重大气象和环境问题(如北非 70 年代初开始的持续干旱, 南美森林砍伐的气候效应, 我国北方干旱和沙漠化, 全球温室气体效应等)时发现, 仅仅研究大气过程已无法全面、深入地理解其物理机制和成因。由此提出了“气候系统”的概念, 研究大气与地球表明其他组成部分之间的相互作用和反馈。叶先生的求学和早期主要研究领域是大气动力学, 但开阔的视野、对科学问题的敏锐性和开拓新的研究领域的勇气, 使他成为探索气候系统的先驱者。叶先生与 GFDL 科学家合作, 很快在地—气相互作用领域做出了开创性工作(Yeh et al., 1984)。此后, 叶先生继续倾其精力和智慧致力于中国的全球变化研究。

作者跟从叶先生进行地—气相互作用的研究, 博士论文对地—气系统异常的时间尺度进行了理论分析和数值模拟, 并探讨了陆地过程在减缓温室气体效应中可能的作用。此后二十多年一直继续这一领域的研究。本文探讨植被对未来干旱趋势的影响, 以此纪念叶先生百年华诞和辉煌人生。

1 引言

干旱是一段(季节或更长)降水明显低于平均水平, 由此导致水资源短缺, 并影响植被生长和人们日常生活的现象(NWS, 2006)。干旱可分为气象、水文和农业干旱。降水偏少是气象干旱的标志, 而土壤水分不足是水文和农业干旱的基本特征之一。干旱对不同时空尺度、不同地区的生态系统结构和过程有着极为不利的影 响(例如, Wu and Chen, 2013; Vicente-Serrano et al., 2013)。植物主

要通过蒸腾过程获得土壤中的养分; 土壤缺水导致植物根系受损, 吸水能力下降, 同时气孔阻力增加, 因而蒸腾减少。这意味着光合作用减弱, 植物生长减慢或停止。Zhang et al. (2014) 发现, 从 1986 到 2006 年, 气候变化导致北京干旱增加, 树木死亡率明显增加。

植被是气候系统的组成部分之一。它可以通过其物理和生理过程影响地表能量、水分、动量和生物化学物质的交换, 由此影响大气状况(Bonan, 2008)。与裸地相比, 植被覆盖的地表面反射率较小, 因而净太阳辐射较大, 更多的能量可用于显热和潜热。植被对全球辐射能量的影响与温室气体对气候变化的影响同等重要(Betts, 2000)。植被覆盖的地表面粗糙度较大, 湍流更强, 空气和水汽混合动力阻力较小(Liu et al., 2007), 因而蒸腾较大, 向大气输送的水汽可导致区域性大气湿度的增加, 改变当地降水和水文过程(Ellison et al., 2012)。植被覆盖度高的地表面叶面积较大, 根系更深。发达的根系能增加植被适应干旱, 稳定水分胁迫条件下水分储存的能力。这种功能是生态系统适应气候变化的重要机制(Jones et al., 2012)。大量观测和模拟研究揭示了植被通过地—气交换过程对气候和水文过程的重要影响(符淙斌和袁慧玲, 2001; Zheng et al., 2002; Liu et al., 2006; 高学杰等, 2007; Liu et al., 2008; 曾红玲等, 2010; Chen et al., 2012; Ma et al., 2013)。

干旱—植被相互作用研究的一个新的重要议题是温室效应导致的气候变化对干旱和植被的影响。气候模型预测结果表明, 温室效应将导致本世纪气候发生显著的变化(IPCC, 2013)。例如, 北美洲西部可能更为干燥(Cook et al., 2014), 干旱发展可能更快更强(Trenberth et al., 2014)。中国 21 世纪与降水有关的事件更趋于极端化, 极端降水强度可能增强(Jiang et al., 2011), 干旱可能加重(Wang and Chen, 2014)。未来极端气候的发生将对生态系统可能产生巨大的影响(吴绍洪等, 2007)。开放灌丛和荒漠草原是受影响最为严重的类型, 落叶阔叶林、有林草地和常绿针叶林也会受到影响。干旱和热浪已导致世界各地森林枯死, 预计这种情况会随着气候变化而增加(Anderegg et al., 2014)。

气候变化也会改变干旱—植被相互作用的另一个过程，也就是植被对气候的影响 (Falloon et al., 2012)。尽管预测未来全球干旱趋势的不确定性很大，一些研究表明一些特定区域的预测有较大的一致性。未来植被稀少的干燥地区的干旱会比其他地区增加的可能性更大。Seager et al. (2007) 预测，北美干燥的西南部会强烈干旱化，而且这种变干趋势正在发生，今后几十年美国西南部将再现沙尘暴肆虐的情形。相对于干旱对生态系统的影响，我们对植被在未来干旱变化中的作用的认知非常有限，这限制了预测气候变化情形下干旱趋势的能力。

干旱是一种极端天气气候事件。与其他一些极端事件一样，当前和气候变化情形下未来干旱的预测都具有极大的挑战性。多种因素（主要是海洋表面和大气的异常）会导致干旱的形成和发展，而包括植被在内的陆面状况也是一个影响干旱强度和持续时间，以及空间和季节性变化的因素。因此，了解植物的作用将有助于减少预测未来干旱趋势的不确定性。此外，减缓气候变化的可能影响是科学研究、管理和决策部门共同关心的问题。森林具有通过光合作用减少大气中的碳的能力，从而减缓气候变化影响。此外，全球增暖会增加植被蒸腾消耗的热量，这会一定程度上抵消全球增暖 (Liu, 2010)。因此，研究气候变化情形下植被对干旱的影响，对于发展减缓气候变化影响的策略有着重要的意义。

观测、动力和数值分析揭示了植被对干旱的复杂影响。多数研究表明植被—干旱之间的负反馈机制，即植被增加（减少），干旱减弱（加强）。丁一汇等 (2005) 发现，内蒙古地区植被覆盖减少会导致中国北方大部分地区降水减少，加剧了华北、西北地区的干旱。长时间干旱将导致植被状况变化，由此形成的植被—降水反馈是干旱增强和持续的原因之一。Charney (1975), Charney et al. (1977) 认为，过度放牧和砍伐森林增加地表反照率，减少地表吸收的太阳辐射和感热，这将减少对流降水，植被覆盖也因而进一步减少。这一反馈机制被用来解释上世纪 70 年代初到 80 年代中期北非萨赫勒地区的持续干旱。植被—降水相互作用的研究多偏重气象干旱。由于与植物根系的直接联系，作为水文和农业干旱特征之一的土壤水分不足常常是干旱影响生态系统研究的一个核心。Zeng et al. (1999) 认为，植被覆盖减少导致较小蒸腾和土壤水分向大气的

传输。这将减少降水，植被覆盖也相应变得更小。由此提出了一种植被影响土壤湿度、蒸腾蒸散、和降水的反馈机制。

然而，最近的一些研究表明，植被也可能加强干旱。Teuling et al. (2013) 分析了两次欧洲干旱事件的观测结果，发现干旱期间减少的云量导致陆地表面吸收更多的太阳辐射，因此温度较高。这会增加气候湿润、植被覆盖较大地区的蒸腾，增强土壤水分不足的程度。土壤贮水量也因此变得更小，生态干旱变得更加严重。Meng et al. (2014) 模拟了澳大利亚东南部 2002 年的干旱，发现土壤水分、植被与降水变化之间存在缓慢的反馈过程。土壤水分由于干旱而变小，由此引起的蒸发减少不利于对流和降水，短期内导致土壤湿度进一步减少。但如果土壤水分持续不足，植被将减少，蒸发量会减少，从而减少土壤水分下降的速度，减缓干旱。

上述研究表明，植被可能减少干旱，也可能加强干旱。那么，这种不确定性对未来气候变化情形下干旱趋势有什么影响？本文通过分析美国干旱强度和频率的变化趋势与植被的关系对这一问题进行探索。具体研究内容包括预测未来干旱趋势及其地理分布和季节变化，比较高、低植被覆盖度区域未来干旱强度和频率，分析植被影响的机制和出现的气候条件，及探讨对适应和减缓气候变化的意义。

2 方法

2.1 干旱指数

本文采用 Keetch-Byram 干旱指数 (KBDI) (Keetch and Byram, 1968) 表示干旱强度。KBDI 是土壤回到饱和状态所需的水分，由简化土壤水分平衡方程获得：

$$\Delta Q = Q_E - P_t, \quad (1)$$

$$Q_E = c_0(Q_{\max} - Q_{t-1}) \frac{c_1 e^{c_2 T_t} - c_3}{1 + c_4 e^{-c_5 P_{\text{ave}}}} \Delta t, \quad (2)$$

Q_t 和 Q_{t-1} 是当前和前一天的 KBDI，单位为 10^{-2} 英寸 (1 英寸等于 2.54 cm)， $\Delta Q (=Q_t - Q_{t-1})$ 是土壤水分短缺 (KBDI) 在 Δt 时段 (这里为日) 的变化。 Q_{\max} 为土壤饱和时所需水分 (假定为 8 英寸或 0.2 m)。KBDI 分别随蒸发 Q_E 和降水 P_t 增加和减少。蒸发由三个因子决定。一是当日最高温度 $T_t(K)$ ；温度越高，潜在蒸发越大。二是多年平均降水 P_{ave} ，近似表示植被状况 (假设高降水区域能支持更多的植

被); 植被越多, 蒸腾蒸发也越大。三是前一天缺水程度; 程度越小, 蒸发越大。 $c_i(i=0, \dots, 5)$ 为经验常数。此外, 还假设温度低于 283 K (10°C) 时 KBDI 不再变化。如果前一天无降水, 仅当日降水量大于 0.20 英寸 (0.5 cm) 的部分用于计算。

KBDI 对气候变化的响应 (温度和降水变化, 假设植被不变) 为:

$$\Delta Q_t = \Delta Q_E - \Delta P_t, \quad (3)$$

$$\Delta Q_E = \left[c_0(Q_{\max} - Q_{t-1}) \frac{c_1 c_2 e^{c_3 T_t}}{1 + c_4 e^{-c_5 P_{\text{ave}}}} \Delta t \right] \Delta T_t, \quad (4)$$

干旱增幅 (ΔQ_t) 由下列因子决定: 温度 T_t 和其变化 ΔT_t (正比)、降水变化 ΔP_t (反比)、当前平均降水 (植被覆盖度) P_{ave} (正比)、当前土壤水分短缺或干旱程度 Q_{t-1} (反比)。 P_{ave} 越大, 公式 (4) 分母中 e 指数项越小, Δt 前分数项越大, 因此 ΔQ_t 与 P_{ave} 成正比。这意味着, 在其他气象条件相同的情况下, 植被覆盖度越大, 蒸腾蒸发能力越强, 土壤水分损失越快, 干旱发展越快。

KBDI 最大值为 800。干旱程度分为四级: 低 (KBDI = 0~200)、中度 (200~400)、高 (400~600) 和极端 (600~800)。KBDI 的经验系数根据美国东南部观测资料获得。一些研究发现通常情况下 KBDI 可用于美国及世界其他地区 (Xanthopoulos et al., 2006)。Liu et al. (2010a, 2013) 应用 KBDI 研究了气候变化对全球和美国森林干旱和火灾的影响。

目前有多种干旱指数可供选择, 每一种指数侧重一种或多种干旱特征和影响 (Heim, 2002; Zargar et al., 2011)。其中帕尔默干旱指数 (PDSI) 和标准化降水指数 (SPI) 应用较广。PDSI (Palmer, 1965) 已被用来研究各种尺度上的干旱 (Dai, 2011; Zhang et al., 2013)。PDSI 和 KBDI 都是基于水分平衡方程, 温度和降水为主要因子。两者都依赖于前期的状况, 因而能较好地反映长时间缺水的累积效应。PDSI 更为复杂全面, 主要是使用月值, 而 KBDI 多使用日值。KBDI 和 PDSI 都始于上世纪六十年代。由于缺乏获得土壤湿度状况的手段, 它们应用经验关系 (如公式 2) 根据气象状况估算蒸发。目前气候模式中包括模拟地—气相互作用的陆地过程模式, 能直接模拟蒸发, 为评估干旱提供了新的途径。尽管如此, 许多研究 (包括本文) 仍采用干旱指数中的公式计算蒸发。原因之一是有些陆地过程模式在模拟极端天气情形下土壤湿度的变化有

一定的不确定性。例如, Liu et al. (2010b) 比较了应用一个区域气候模式模拟的气象因子和土壤湿度分别计算 1988 年北美大旱期间的 KBDI, 发现前者更能反映干旱的强度。

2.2 区域气候变化

研究区域是美国大陆。气候变化资料由北美区域气候变化评估项目 (NARCCAP) 提供 (Mearns et al., 2012)。NARCCAP 产生高分辨率气候变化预测结果, 用以评估未来区域气候预测的不确定性, 并为研究气候变化的影响提供气候资料。资料为 1971~2000 年和 2041~2070 两个时期, 多数气象要素输出频率为三小时, 空间分辨率为 50 公里。未来气候预测降尺度只包含 SRES A2 排放情景。

区域气候变化情景由动力降尺度获得。大气环流模型 (GCM) 包括全球耦合气候模式 (CGCM3)、地球物理流体动力学实验室气候模型 (GFDL)、哈德利中心气候模式 (HadCM3) 和气候系统模式 (CCSM)。区域气候模型 (RCM) 包括加拿大区域气候模式 (CRCM)、区域谱模式 (RSM)、高分辨率区域模型 (HRM)、中尺度气象模式 (MM5I) 区域气候模式 3 (RCM3) 和天气研究和预报模式 (WRFG)。NARCCAP 总共提供 10 个 GCM 与 RCM 组合产生的气候变化情景, 即 CGCM3 与 CRCM、RCM3 和 WRFG 组合, GFDL 与 HRM3 和 RCM3 组合, HadCM3 与 HRM3 和 MM5I 组合, CCSM 与 CRCM、MM5I 和 WRFG 组合。本研究使用前七种组合。由 CCSM 产生的三种组合缺每个时期最后一年的资料, 因此未用于计算。值得一提的是, NARCCAP 所用的 GCM 和 RCM 均未模拟气候变化情形下植被类型、结构、分布等特征的变化。资料可从 <http://www.narccap.ucar.edu>[2015-06-21] 获得。

2.3 分析植被对干旱的影响

应用 NARCCAP 气候变化情形分别计算了美国大陆现在和未来两个时期逐日 KBDI。每个格点 KBDI 计算步骤如下: (i) 前五年每一年初值为零, 计算逐日 KBDI。(ii) 获得每年最后一天 KBDI 的平均值。(iii) 以此值作为初值, 计算 30 年逐日 KBDI。除了 KBDI, 还计算了强干旱 (KBDI>400) 和极端干旱 (KBDI>600) 日出现的百分率。通过比较每个气候区两种植被类型 (高、低植被覆盖度) 之间 KBDI, 高干旱及极端干旱风险的出现频率的差异, 分析植被对气候变化情形下干旱趋势的

影响。

气候区根据 Koppen-Geiger 气候分类 (Kottek et al., 2006) 划分。每一气候区由主要气候类型、降水 (湿度) 和温度特征决定。美国大陆主要气候类型包括干燥、温暖、寒冷; 降水 (湿度) 类型包括湿润、干夏、荒漠、沙漠; 温度类型包括热夏、暖夏、冷夏、热干、冷干。美国大陆主要分为六个气候区 (图 1a): 东南 (SE) 温暖、湿润、夏季炎热区, 东北 (NE) 寒冷、潮湿、夏季温暖或炎热区, 西部内地 (W) 干旱和高寒草原区, 西南 (SW) 干旱草原和沙漠以及夏季干热或干冷区, 落基山脉 (RM) 区 (与 NE 气候类似), 太平洋沿岸 (PC) 温暖区 (夏季干燥冬季湿润)。

美国东南地区主要土地覆盖类型为落叶林、针叶林、混交林与湿地, 农业分布在密西西比河流域、德克萨斯东部、以及大西洋沿岸的一些地区。东北地区主要为落叶林, 农业区主要在中西部地区。太平洋沿海地区以针叶林和草为主, 而西部山区和荒漠地区主要为针叶林、干草和沙漠。

不同区域气候模式中的土地类型方案可能有所不同。这里采用 RCM3 中扩充的 BATS 土地类型方案 (在原 BATS 方案中增加了与城市和城镇有关的两种类型) (Dickinson et al., 1993; Elguindi et al., 2004)。每个气候区选择两种土地覆盖类型代表高、低植被覆盖度区域进行比较 (表 1)。东南和东北气候区为落叶林和农田。这两个气候区也包含较多的林地/城镇, 由于其许多特征与落叶林相近, 特别是难以区分林地与城镇面积的比例, 所以未选其代表

表 1 主要植被类型的格点数。括号中 m 和 l 为进行比较所选择高、低植被覆盖度类型

Table 1 Grid point numbers of major land cover types. The letters 'm' and 'l' in parentheses indicate selected types as more and less vegetated lands for comparison

	植被类型的格点数					
	SE	NE	W	SW	RM	PC
农田	138 (l)	318 (l)	87	8	1	11
草地	62	11	280 (m)	68 (m)	36	24
针叶林	125	9	35	12	130 (m)	137 (m)
落叶林	140 (m)	176 (m)	5	0	8	0
荒漠草原/沙漠	0	0	224 (l)	127 (l)	72 (l)	72 (l)
灌木	0	0	5	21	12	8
混合林	61	97	0	0	0	0
林地/城镇	205	187	3	1	17	17
其它植被类项	<15					

注: SE、NE、W、SW、RM 和 PC 分别为东南、东北、西部、西南、落基山、太平洋沿岸气候区

低植被覆盖度区域。西部和西南气候区为草地和荒漠草原, 落基山和太平洋沿岸气候区为针叶林和荒漠草原。为叙述方便, 以下通称落叶林和针叶林为林地, 简称荒漠草原为荒漠。

3 结果

3.1 气候特征和变化

冬季最高气温 (图 1) 从美国东南地区约 290 K 降至东北地区西北部的 260 K。落基山地区为 265~270 K, 西部地区为 270~275 K, 均较同纬度的其他地区寒冷, 而太平洋沿岸地区为 275~285 K, 较同纬度其他地区温暖。夏天地理分布与冬季类似, 但气温变得炎热, 东南和西南地区达到 300~310 K。春季和秋季介于冬夏之间, 为 280~300 K (落基山区气温较低)。

未来全美国所有季节的最高气温度都有所增加 (图 2)。冬季东北地区、春季西南地区增温达到 2.5 K。夏季全国大部分地区增温 3~5 K, 东南地区中部和西部地区最大。秋季增温地理分布与夏季类似, 但幅度较小, 仅在西部地区东南部达到 2~3 K。

冬季降水 (图 3) 主要分布在东南地区和太平洋沿岸地区北部, 降水量约 4~6 mm d⁻¹。落基山区也有较大降水。春季降水区东南地区变大, 而太平洋沿岸地区变小。夏季降水主要集中在东北地区, 大西洋沿岸降水量达 4~4.5 mm d⁻¹, 但东南地区降水减少, 太平洋沿岸地区降水区几乎消失。秋天降水分布和冬季相似, 但降雨量较小。

未来美国冬天降水量 (图 4) 普遍增加, 东南和东北地区大西洋沿岸增幅达到 0.4 mm d⁻¹。春季西南地区、西部地区南部、和太平洋沿岸降水开始减少, 而夏天除东北地区西北部和西部地区东北部, 全国范围内降水减少, 东南地区西部和西部地区东南部减幅达到 0.6 mm d⁻¹。秋天全国范围降水又开始增加, 但除西部地区的一些地方, 增幅较小。

同一气候区不同植被区域的温度和降水存在很大差别。在美国东南、东北、落基山和太平洋沿岸气候区, 与农田 (荒漠) 相比, 林地 (草地) 通常温度较低, 降水较大 (图 5、6)。唯一例外是东北气候区冬季, 尽管林地 (草地) 降水较大, 温度却较高。与上述气候区相反, 美国西部和西南气候区林地 (草地) 温度与对应的农田 (荒漠) 温度相近或更大。降水量差别取决于季节。春夏季林地 (草地) 降水较大。

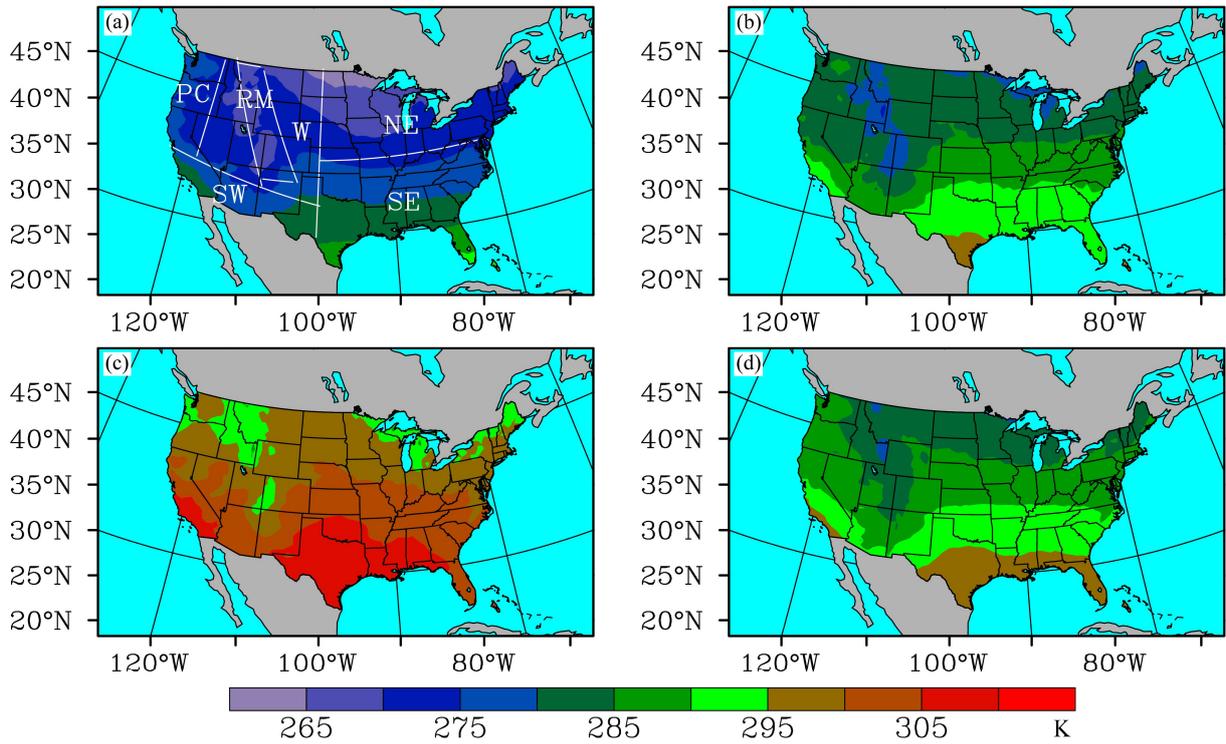


图1 当前最高气温(单位: K) (7个区域气候变化情景平均)。(a)、(b)、(c)和(d)分别为冬、春、夏和秋季。(a)中SE、NE、W、SW、RM和PC分别为东南、东北、西部、西南、落基山、太平洋沿岸气候区,白线为近似区界
Fig. 1 Present maximum temperature (units: K) averaged over seven regional climate change scenarios in (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) fall. SE, NE, W, SW, RM and PC in (a) represent the southeast, northeast, west, southwest, Rocky Mountains, and Pacific coast climate regimes, respectively. White lines are region boundaries

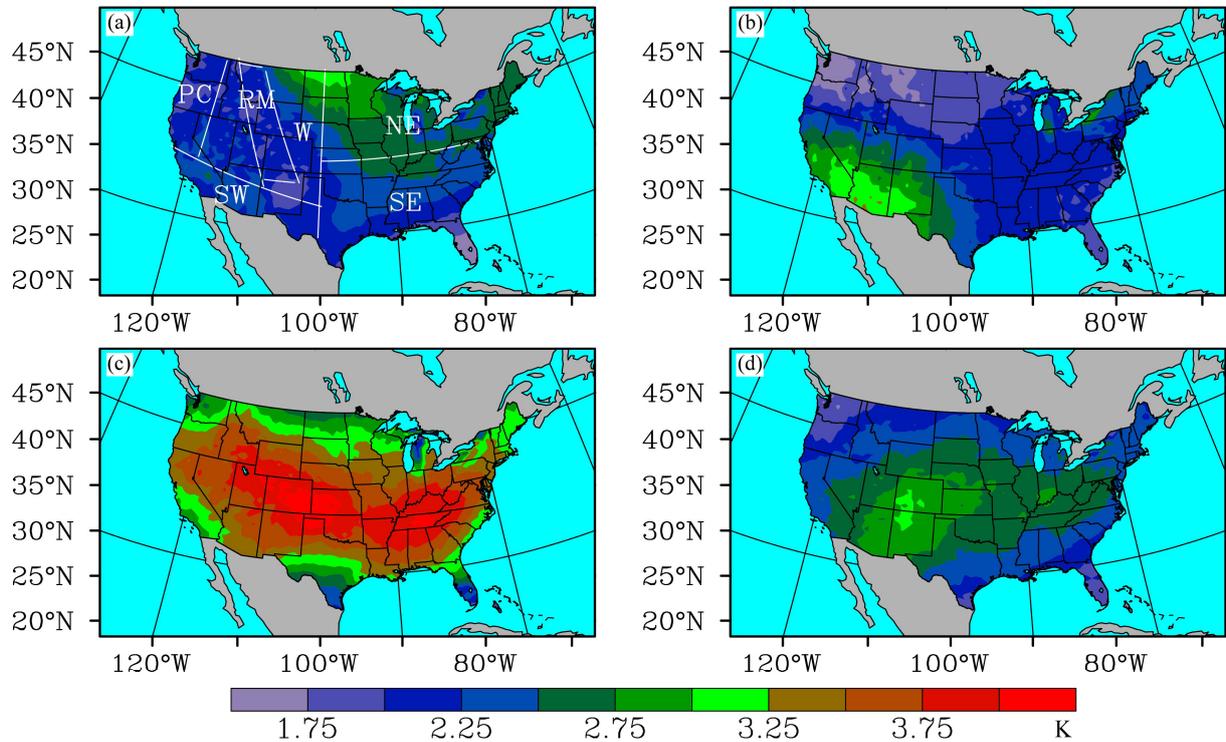


图2 未来最高气温变化(单位: K) (7个区域气候变化情景平均)。其他同图1
Fig. 2 As in Fig. 1 but for future changes in maximum temperature (units: K)

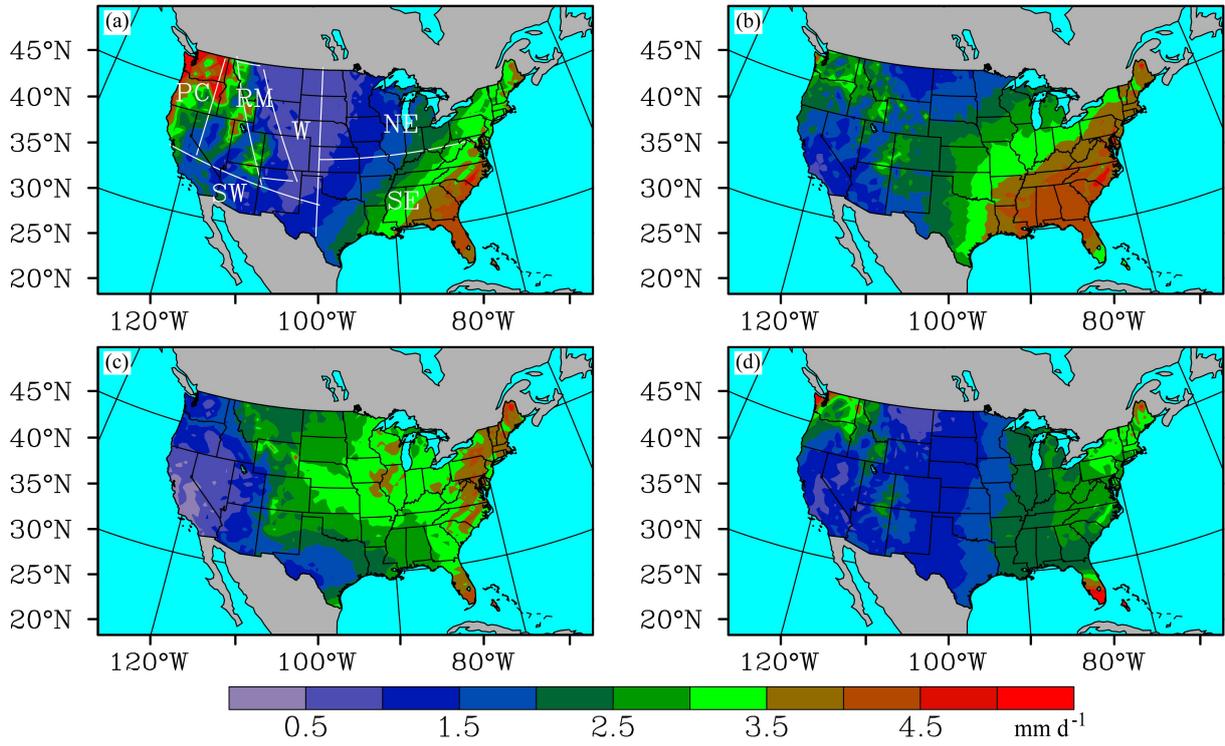


图3 当前降水量 (mm d^{-1}) (7个区域气候变化情景平均)。其他同图1
Fig. 3 As in Fig. 1 but for present precipitation (units: mm d^{-1})

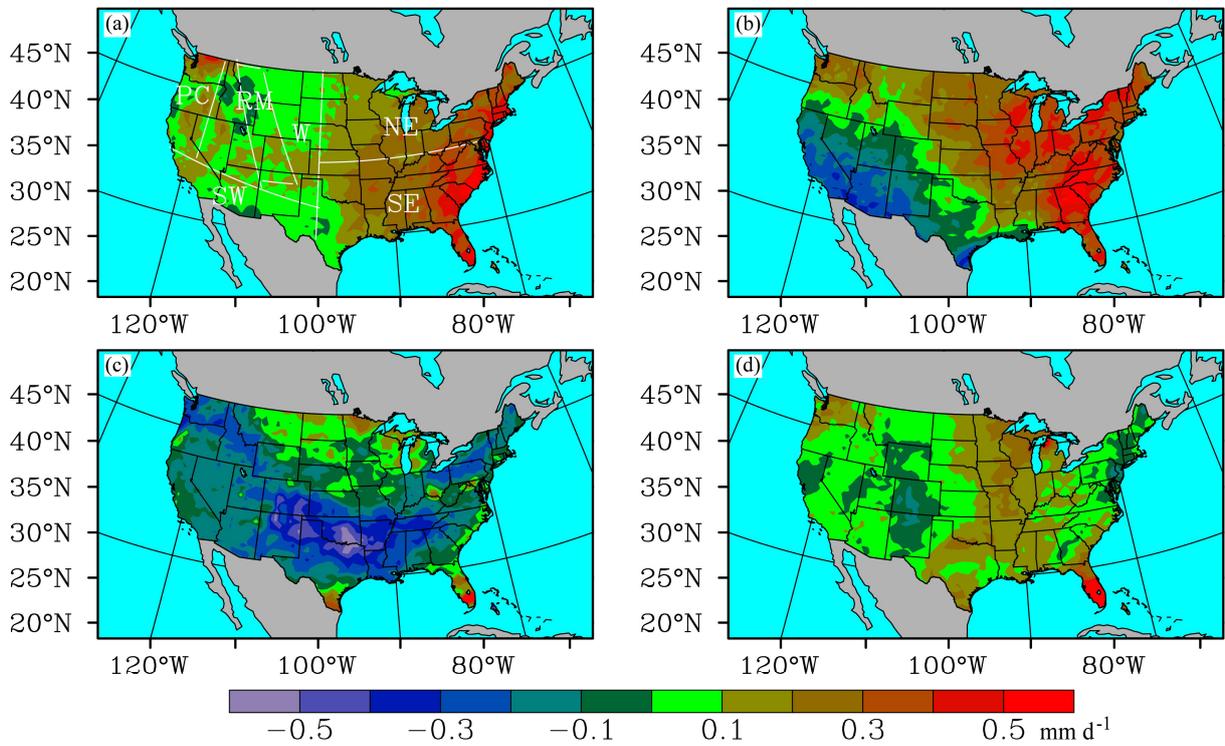


图4 未来降水量变化 (单位: mm d^{-1}) (7个区域气候变化情景平均)。其他同图1
Fig. 4 As in Fig. 1 but for future changes in seasonal precipitation (units: mm d^{-1})

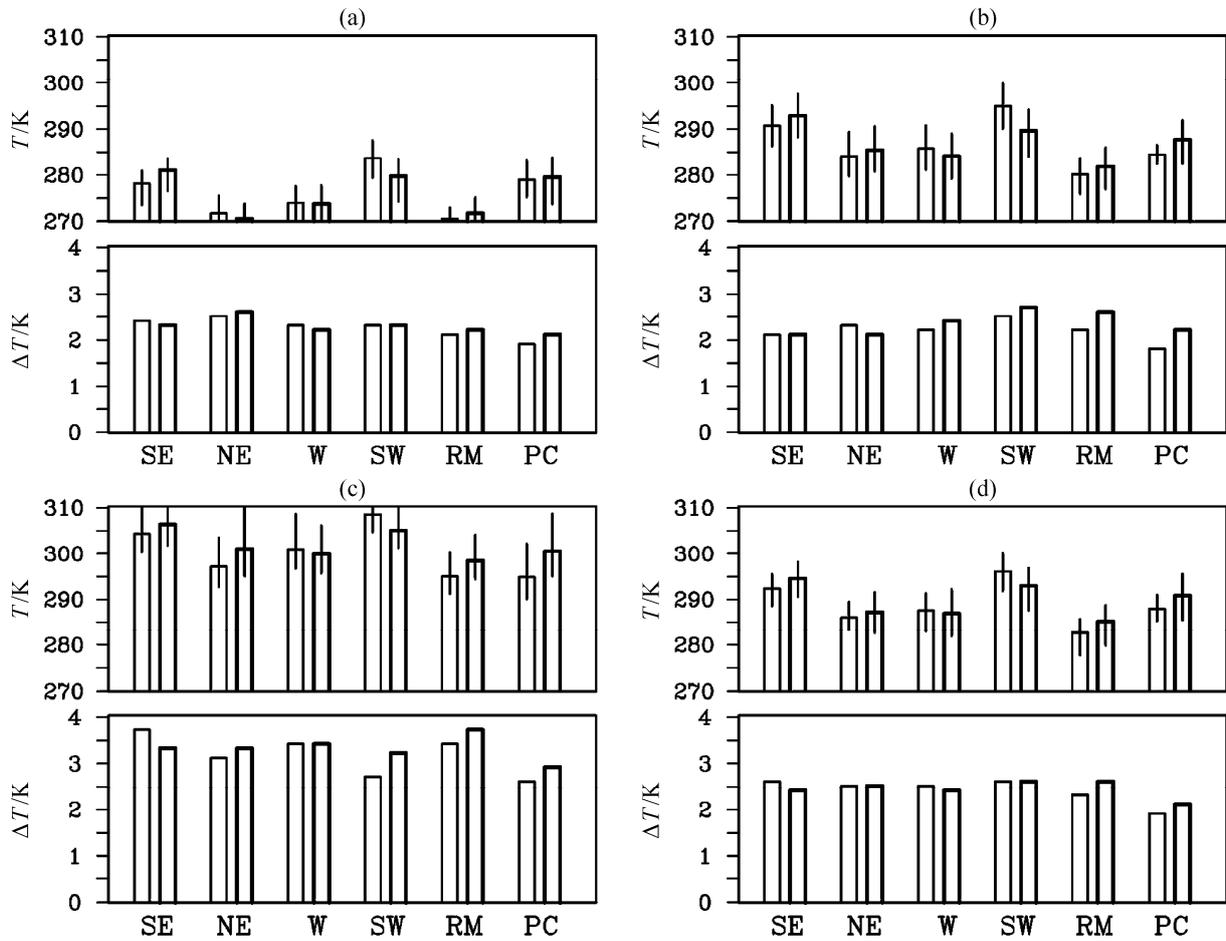


图5 不同植被类型区域最高气温(单位: K)。(a)、(b)、(c)和(d)分别为冬、春、夏和秋季。 T 和 ΔT 分别为当前最高气温和未来变化。SE、NE、W、SW、RM和PC分别为东南、东北、西部、西南、落基山和太平洋沿岸气候区。每一气候区左侧表示林地(草地),右侧表示对应的农田(荒漠)。七个区域气候变化情景平均,其最小和最大值区间由垂直线表示

Fig. 5 Maximum temperature (units: K) with different land cover types in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) fall. T and ΔT represent present conditions and future changes, respectively. SE, NE, W, SW, RM and PC represent the southeast, northeast, west, southwest, Rocky Mountains, and Pacific coast climate regimes, respectively. Left and right bars for each region represent forest land (rangeland) and the corresponding farmland (dryland), respectively. Averaged over seven climate change scenarios, with ranges indicated by vertical lines

3.2 干旱特征和趋势

冬季太平洋沿岸和西部地区西部 KBDI 超过 500 (图 7), 德克萨斯为 350~400。KBDI 从西向东减小, 东北地区 and 大部分东南地区低于 100。春季的地理分布不变, 但数值略有减小。夏季和秋季东南和东北地区 KBDI 显著增加, 其中东南地区夏季 KBDI 达到 400, 秋天达到 500。

未来冬季 KBDI 普遍增加, 增幅达到 100 以上 (图 8), 但德克萨斯和加利福尼亚州南部略有减少。春天 KBDI 变化相似, 但数值较小。此后, 全国范围 KBDI 急剧增加, 夏季东南地区, 秋季大西洋中部沿岸和西部地区东部增幅达 150。夏秋季

KBDI 的显著增加和这些地区强烈增暖和变干一致。强干旱和极端干旱日出现频率 (图未显示) 的地理分布、季节变化、及未来趋势与 KBDI 的特征类似。

3.3 植被的影响

与农田(荒漠)区域相比, 对应的林地(草地)所有气候区所有季节的 KBDI 都较小 (图 9)。这一差别对每个气候变化情景都一样。在气候与植被均为动态系统的模式中, 这一关系可能表明植被会降低干旱风险, 也可能表明干旱风险低的区域植被覆盖度高。由于获得 NARCCAP 气候变化的区域气候模式中这两个系统只有气候是动态的, 上述关系应

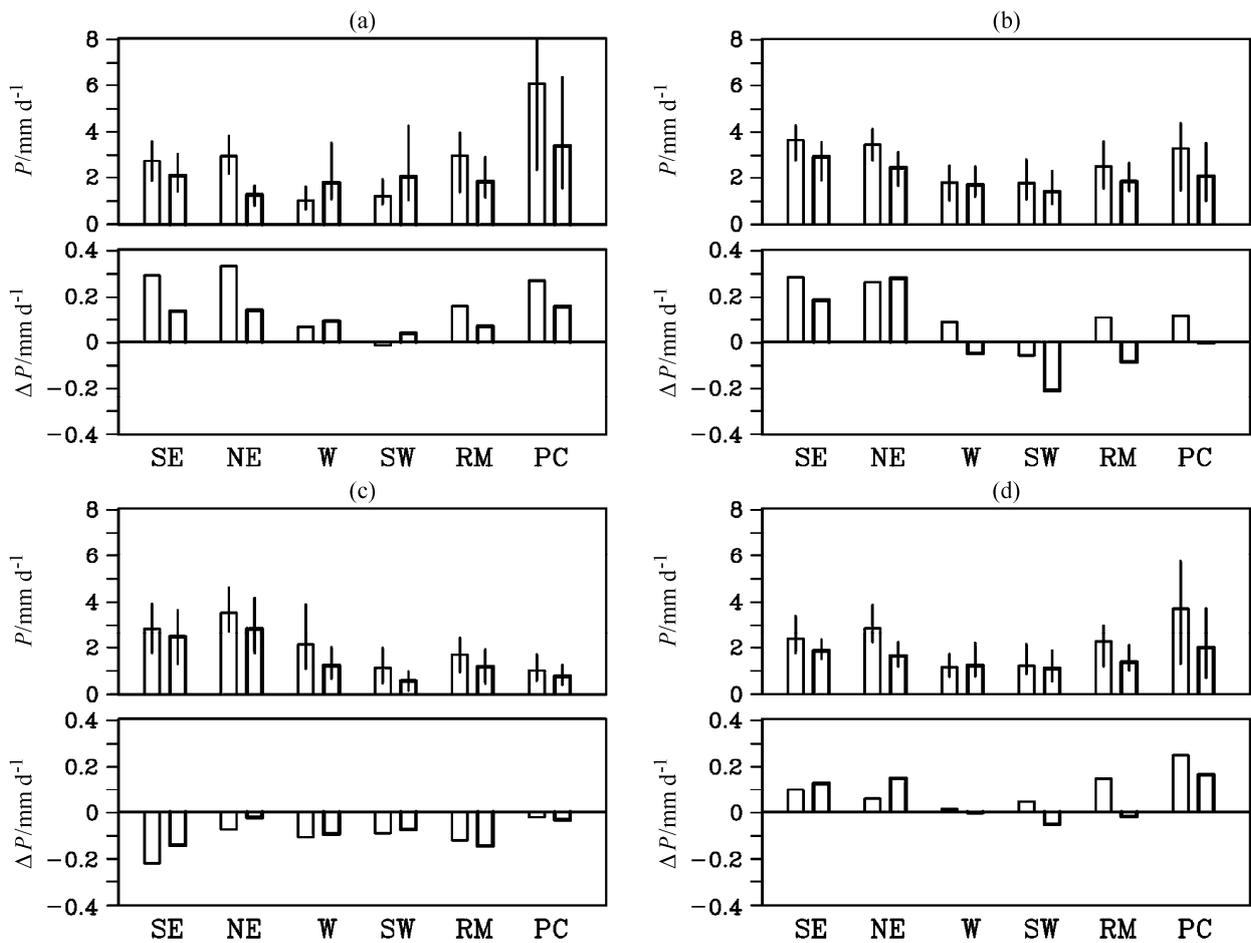


图 6 不同植被类型区域降水(mm d^{-1})。P 和 ΔP 分别为当前降水量和未来变化。其他同图 5

Fig. 6 As in Fig. 5 but for precipitation (units: mm d^{-1}). P and ΔP represent present conditions and future changes, respectively

代表第一种可能性，即表明植被会降低干旱风险。

但是植被对未来干旱增强的影响却因气候区而异。六个气候区可分为三种情形：(i) 东南、西部和西南气候区：与农田（荒漠）地相比，所有季节对应林地（草地）KBDI 增幅较大。唯一例外是东南区春天。(ii) 东北和落基山气候区：所有季节林地（草地）KBDI 增幅较小。(iii) 太平洋沿岸气候区：该区属于地中海气候，夏秋温暖但少雨，冬春低温但多雨，这和美国其他区域温度和降水的对应关系（即雨季和暖季、干季和冷季同时出现）相反。该区植被对未来干旱增强的影响兼有上述两种情形，主要由温度特征决定：夏秋季和东南、西部、和西南气候区一样（情形 i），林地（草地）KBDI 增幅较大；冬春季和东北、落基山气候区一样（情形 ii），林地（草地）KBDI 增幅较小。

植被对未来高干旱和极端干旱风险日出现频率增加会产生同样的影响。图 10 为高干旱的情形。

因此，在温暖和湿润/干燥气候区（Köppen-Geiger 气候分类中主要气候类型 C 和 B），林地（草地）干旱强度和频率增幅较大，而在寒冷和湿润气候区（主要气候类型 D），林地（草地）干旱强度和频率增幅较小。

3.4 物理机制

3.4.1 当前干旱状况

如公式（1）和（2）所示，KBDI 与温度和降水直接相关；植被会影响温度以及降水，从而间接影响 KBDI。过去很多研究表明，植被覆盖的土壤通常温度较低，降水较大，这和现在美国东南、东北、落基山和太平洋沿岸气候区植被状况与温度和降水的关系一致（图 5、6）。因此，这些气候区林地（草地）的 KBDI 较小。

美国西部和西南气候区林地（草地）的温度与对应的农田（荒漠）区域相近或更大。春夏季降水林地（草地）较大。考虑到这两个气候区水分为

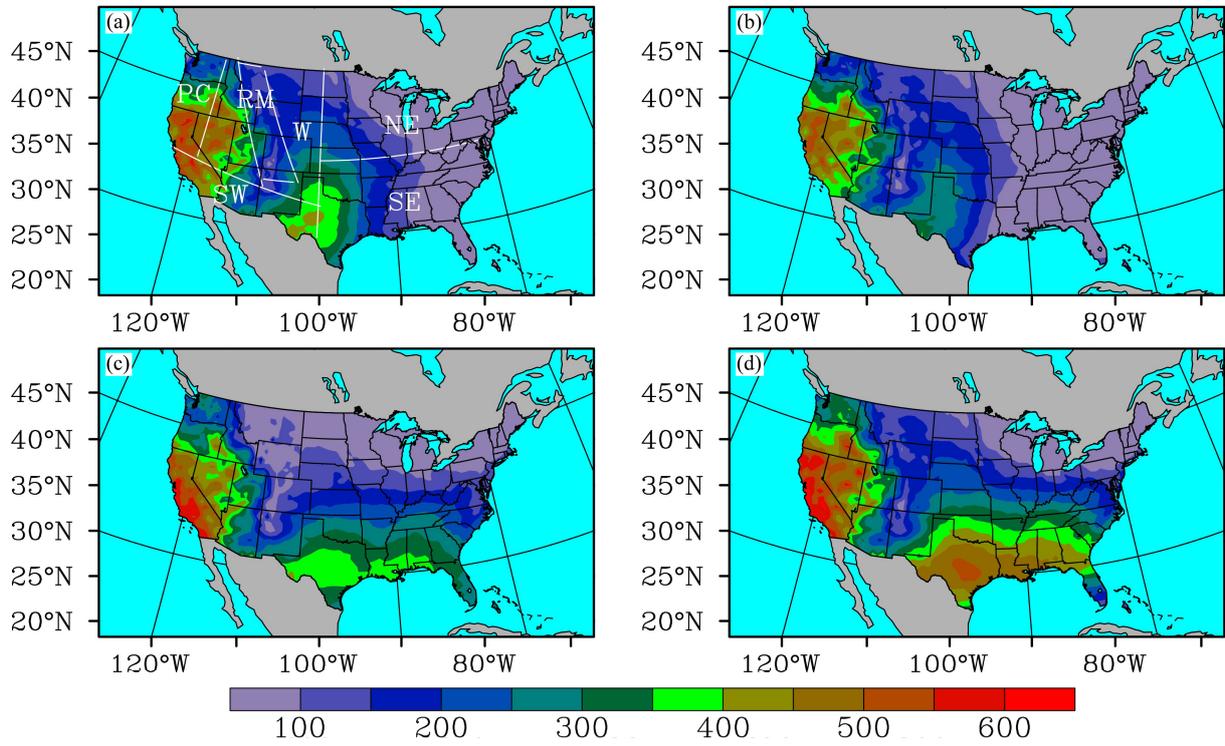


图7 当前 KBDI (Keetch-Byram 干旱指数) (7 个区域气候变化情景平均)。其他同图 1
Fig. 7 As in Fig. 1 but for present KBDI (Keetch-Byram Drought Index)

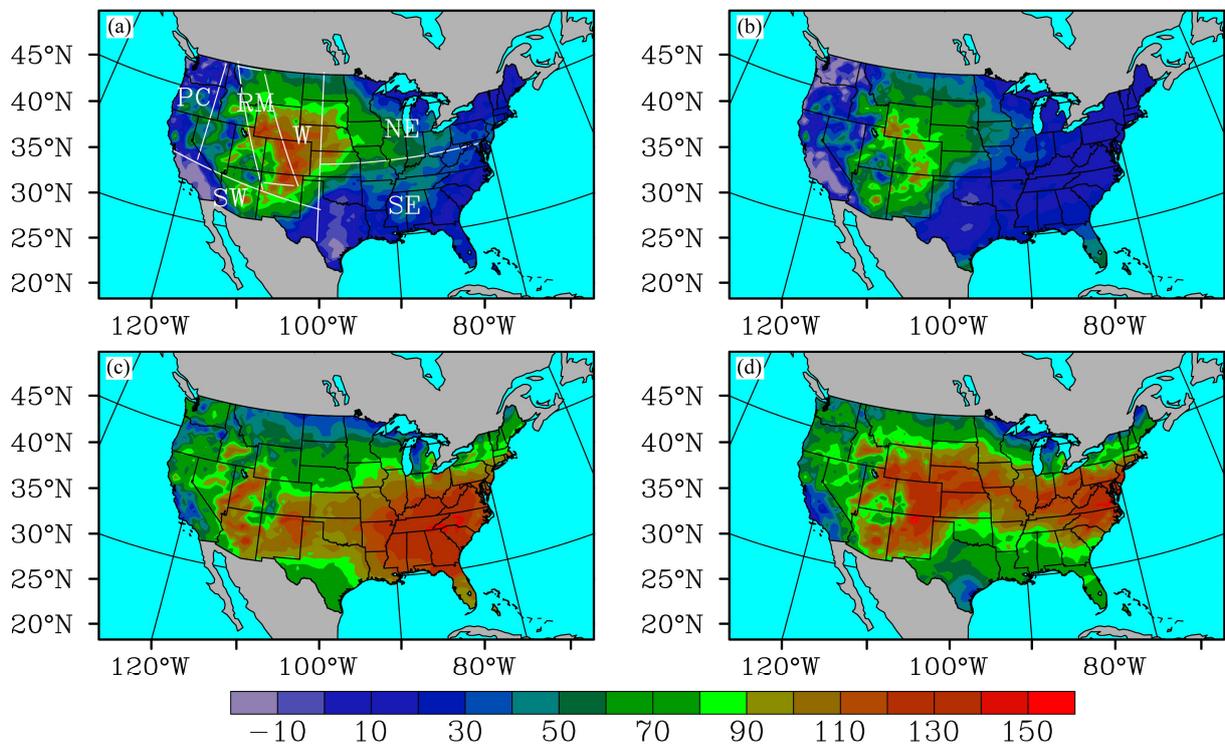


图8 未来 KBDI 变化 (7 个区域气候变化情景平均)。其他同图 1
Fig. 8 As in Fig. 1 but for future changes in seasonal KBDI

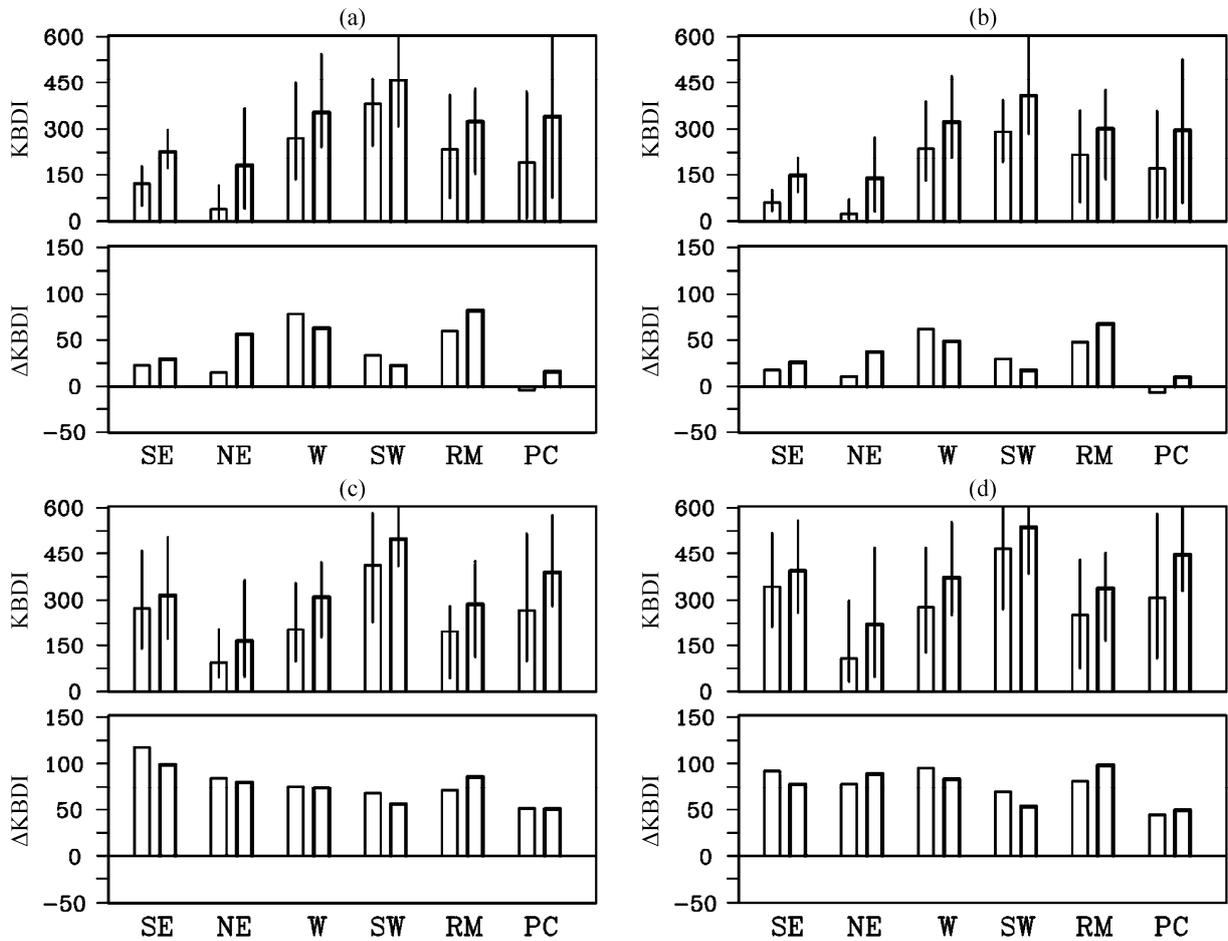


图 9 不同植被类型区域 KBDI。KBDI 和 Δ KBDI 分别为当前干旱指数和未来变化。其他同图 5

Fig. 9 As in Fig. 5 but for KBDI with different land cover types. KBDI and Δ KBDI represent present conditions and future changes, respectively

地—气交换更为关键的因素，可以假定较大降水比较高气温起着更大的作用，因此 KBDI 较低。冬秋季降水林地（草地）较小或差别不大。较高气温应导致较大 KBDI。这和计算结果不一致。一种可能的解释是，KBDI 取决于其前期值；由于夏季 KBDI 较小，因而秋冬季的 KBDI 相应地较小。

3.4.2 未来干旱强度变化

如公式 (3) 和 (4) 所示，气温和降水量的未来变化也是未来 KBDI 变化的主要因素。与农田（荒漠）相比，对应的林地（草地）区域温度、降水和 KBDI 的变化可能有以下情形：(i) 增暖和变干更明显（后者可以是降水减少更多或降水增加更小）；预期 KBDI 增幅更明显（三种变化特征分别表示为 $+\Delta T$ ， $-\Delta P$ 和 $+\Delta Q$ ）。(ii) 增暖和变干较弱（后者可以是降水减少较小或降水增加更大）；预期 KBDI 增幅较小（ $-\Delta T$ ， $+\Delta P$ 和 $-\Delta Q$ ）。(iii) 增暖更明显但变干较弱（ $+\Delta T$ 和 $+\Delta P$ ），或增暖较弱

但变干更明显（ ΔT 和 $-\Delta P$ ）；难以预期 KBDI 增幅较大还是较小（ $\pm\Delta Q$ ）。

东南、西部和西南气候区（所有季节）和太平洋沿岸气候区（夏秋季）温度、降水，或 KBDI 变化在不同区域和季节之间很不一致。例如， ΔT 符号为正、负和几乎为零的次数为 4、4 和 6（表 2）。其结果是，预期和计算的 KBDI 变化同号的次数与总次数的比例仅为 3/14，故情形 (iii) 出现最多。因此无法通过未来气温和降水的变化来判断植被对未来干旱增强的影响。这意味着不得不寻找其他机制。一个可能的机制为，如公式 (3) 和 (4) 所示， ΔT 对 KBDI 增加的重要性与当前干旱水平（KBDI）成反比。由于 KBDI 明显较小，这些气候区林地（草地）区域由气候变暖导致的干旱增幅度更明显。

相反，东北、落基山（所有季节）和太平洋沿岸气候区（冬春季）温度、降水，或 KBDI 变化不同区域和季节之间较为一致。例如， ΔT 符号为正、

负和几乎为零的次数为 1、8 和 1。其结果是，预期的和计算的 KBDI 变化同号的比例较高，达到 6/10，故情形 (ii) 出现最多。四次不同符号情形有三次出现在东北气候区。该区 KBDI 很小，因此增温作用很重要。 ΔT 都为负，由此导致林地（草地）干旱增加较弱。因此，这些气候区植被通过影响未来气温和降水变化（特别是气温）间接影响干旱变化是一个主要物理机制。

表 2 比较不同植被类型之间未来温度 (ΔT)、降水 (ΔP) 和 KBDI (Keetch-Byram 干旱指数) (ΔQ) 变化。“+”、“-”和“~”号分别表示林地（草地）比对应的农田（荒漠）区域变幅更大、更小和相近。预计的 ΔQ 符号根据 ΔT 和 ΔP 的符号推断，x 表示推断与计算的 ΔQ 同号

Table 2 Comparisons of changes in temperature (ΔT), precipitation (ΔP), and KBDI (Keetch-Byram Drought Index) (ΔQ) between different land cover types. The ‘+’, ‘-’ and ‘~’ symbols indicate the magnitude of change on more vegetated lands is larger, smaller, and almost same, respectively. The expected sign of ΔQ is obtained based on the signs of ΔT and ΔP , with an ‘x’ indicating the same expected and calculated signs

		不同植被类型之间未来温度、降水和 KBDI 变化						
		变化类型 i			变化类型 ii		变化类型 iii	
		SE	W	SW	NE	RM	PC	
冬季	ΔT	+	~	-	~	-	-	
	ΔP	+	~	-	+	+	+	
	ΔQ	预期	±	~	±	-	-	
		计算	+	+	+	-(x)	-(x)	-(x)
春季	ΔT	~	+	~	+	-	-	
	ΔP	+	+	+	+	+	+	
	ΔQ	预期	-	±	-	±	-	-
		计算	+	+	+	-	-(x)	-(x)
夏季	ΔT	+	~	-	-	-	-	
	ΔP	-	-	~	-	-	-	
	ΔQ	预期	+	+	-	±	±	±
		计算	+(x)	+(x)	+	~	-	+
秋季	ΔT	+	~	~	-	-	-	
	ΔP	-	~	+	-	+	-	
	ΔQ	预期	+	~	-	±	-	±
		计算	+(x)	+	+	-	-(x)	+

注：SE、NE、W、SW、RM 和 PC 分别为东南、东北、西部、西南、落基山、太平洋沿岸气候区。变化类型 i——增暖和变干更明显，KBDI 增幅更明显；变化类型 ii——增暖和变干较弱，KBDI 增幅较小；变化类型 iii——增暖更明显但变干较弱，或增暖较弱但变干更明显，难以预期 KBDI 增幅较大还是较小。

4 讨论

(1) 未来干旱趋势

一些研究对气候变化情形下未来干旱趋势进

行了预测 (Dai, 2011)。Cook et al. (2015) 根据 CMIP5 气候预测结果分析了 PDSI 和土壤水分，发现美国中部大平原和西南地区夏季干旱将急剧增加。本文分析的 KBDI 也发现类似结果。所不同的是 KBDI 夏季最大增加出现在美国东南部，而中部大平原干旱增加也出现在其他季节。Liu et al. (2013) 使用一个 NARCCAP 气候变化情景 (HadCM3-HRM3) 计算了未来 KBDI 变化。七个 NARCCAP 气候变化情景的集成分析结果显示了类似的干旱增加趋势及其地理分布和季节变化，但冬季和春季干旱增加主要出现在大平原的中部而不是整个区域；此外，西南地区干旱增加的幅度较小。

(2) 植被影响干旱的机理

如引言所述，已有研究表明了植被对干旱影响的复杂性，植被可能减少干旱 (Charney, 1975; Zeng et al., 1999)，也可能加强干旱 (Teuling et al., 2013; Meng et al., 2014)。本研究为未来气候变化情形下这一特征的存在提供了证据，并揭示其与气候区的关系和机制。在温暖和潮湿/干燥的气候区，当前植被覆盖度较高的地区干旱风险较小，但未来气候变化情形下干旱强度和频率增幅更大。然而，寒冷和潮湿气候区，植被导致相对较小的增暖，干旱强度和频率增加的幅度相应地也较小。这些结果有助于增加对植被与干旱相互作用的理解，改进当前和未来干旱模拟和预测的能力。这些特征根据在美国的区域气候变化模拟结果获得，是否在世界其它地区也有类似的特征有待进一步的研究。

值得一提的是，气候变化情形下植被本身会改变。例如，Grimm et al. (2013) 表明，由于气候变化，2100 年物种种类将发生广泛的变化，由此可能会改变 5%~20% 美国陆地的生物群落成分。这种影响可能会改变公式 (2) 中降水和植被之间的关系，也会改变植被对干旱趋势的影响。本文所应用的区域气候变化情形未包括气候变化情形下植被的变化。因此无法研究未来植被变化对干旱趋势的影响变化。这是今后研究需关注的一个问题。

另一个需关注的问题是如何证明本文分析的不同干旱趋势是植被的影响，而不是不同气候特性干旱自身的演变特性。本文研究植被影响采用的方法是比较同一气候区两种不同植被类型干旱趋势的差别。但由于气候区范围较大，地形也可能不一样，两种植被区域大气的状态和过程本身会有所差别，并对干旱趋势产生一定影响。解决这一问题的

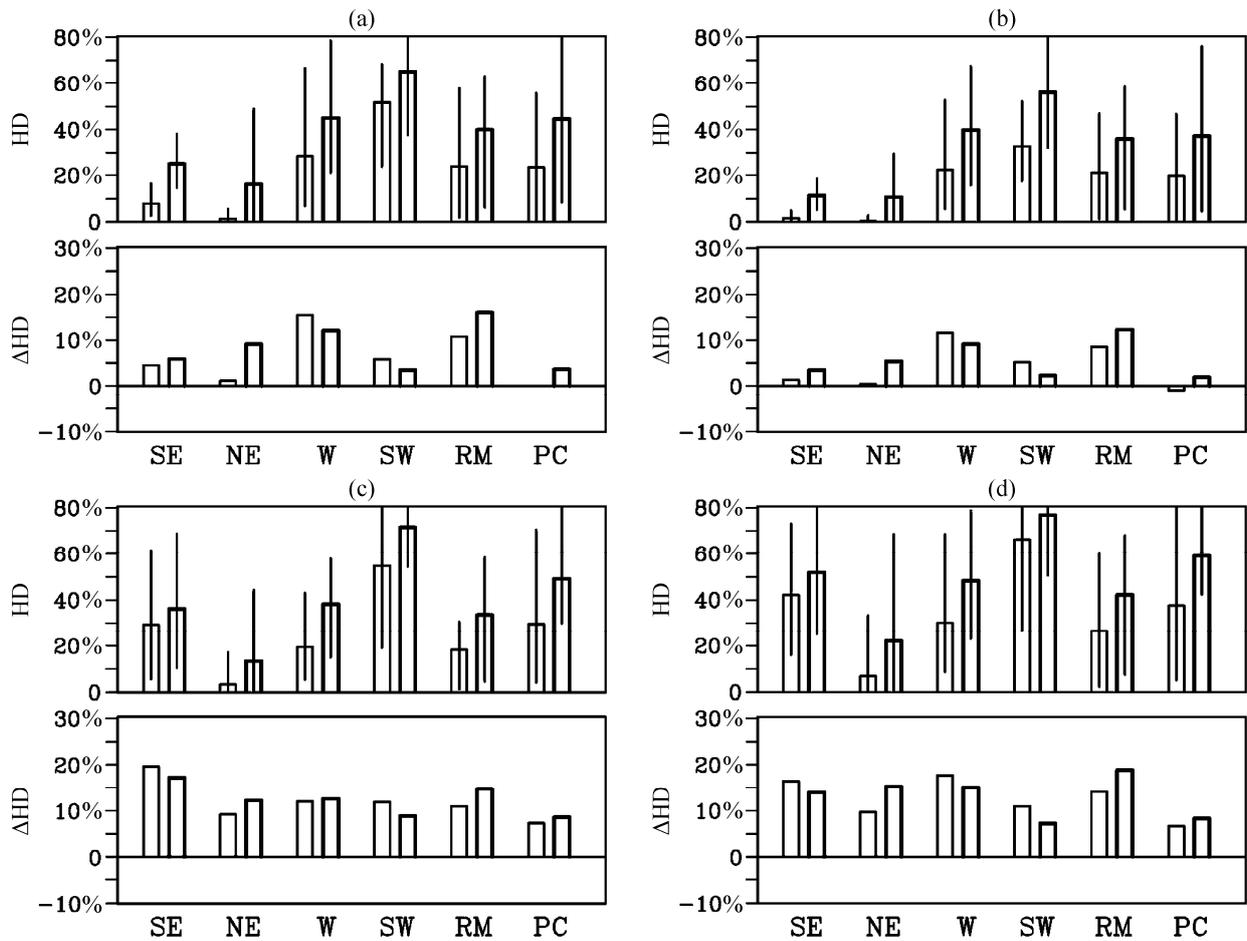


图 10 不同植被类型区域高干旱风险日出现频率。HD 和 Δ HD 分别为当前高干旱风险日出现频率和未来变化。其他同图 5

Fig. 10 As in Fig. 5 but for the percentage of high drought (HD) risk days with different land cover types. HD and Δ HD represent present conditions and future changes, respectively

途径之一是应用区域气候模式进行数值实验，将两种植被区域变成同一种植被（例如，在东南气候区将农田变成林地，反之亦然）。如果两个区域的干旱趋势差别不复存在，则可证明不同干旱趋势主要是植被的影响，否则是其他因素的影响。此实验超出本文分析的内容，但是今后研究值得尝试的课题。

(3) 减缓气候变化

由于森林在减少大气二氧化碳中重要作用，广泛认为森林恢复和人工造林是减缓气候变化的一个十分有效的手段。本研究结果表明，森林可能对未来干旱增加有着相反的作用。一方面，在寒冷和潮湿气候区，增加森林将减小未来干旱增加的幅度。植被的这种作用进一步加强了森林对减缓气候变化的意义。但另一方面，在温暖和潮湿/干燥气候区，更多的植被可能增加未来的干旱，加大气候变

化的影响。其中一个影响是未来林火趋势。植被越多，干旱越严重，发生森林火灾的可能行也越大。这也许是森林管理部门制定适应和减缓气候变化计划和策略时必须考虑的一个问题。

(4) KBDI

KBDI 代表的干旱与气象条件之间的关系较为简单，而后者受植被状况的影响。因此，比较容易通过考察温度和降水的变化认识植被对干旱的影响。但是，KBDI 有一定的局限性。首先，KBDI 量度绝对水分不足；不同气候区域同一土壤含水量可能意味着不同的干旱程度。例如，KBDI=400 在美国东北地区较为少见，但在西南地区很常见，因此实际上干旱仅在东北出现。其次，KBDI 只考虑气温和降水的贡献。植被也可以改变风及其他气象条件 (Dai et al., 2004)。NARCCAP 气候变化情景预测未来美国中纬度地区风速会减小 (Liu et al.,

2013)。这将影响未来地表水分和能量交换,从而影响到植被对干旱的影响。应用 KBDI 无法考察这种影响。此外, KBDI 使用的降水和植被之间的关系在有些地区不一定有效 (Liu et al., 2013)。

(5) 气候变化情景

NARCCAP 气候变化情景由 CMIP3 全球气候变化预测产生,并只考虑了 A2 排放情景。新的 CMIP5 全球气候变化预测采用了新的排放情景,气候模式也有所更新和改进。CMIP5 干旱预测结果与 CMIP3 有所不同。例如,CMIP5 的分析表明全球干旱趋势预测的不确定性有所增加,预测的中纬度地区干旱趋势有所减小 (IPCC, 2013)。应用 CMIP5 降尺度气候变化情景是加深对植被影响未来干旱趋势认识的一个有效途径。一个所面临的问题是,动力气候降尺度需大量的计算资源,因此将需要很长一段时间制定并实施像 NARCCAP 一样的大规模动力降尺度研究项目。

5 结论

本研究考察了气候变化情形下植被对干旱趋势的影响和机制。结果表明,在美国大陆温暖和潮湿/干燥气候区,高植被覆盖度地区干旱增加更为明显,但在寒冷和潮湿气候区,高植被覆盖度区域干旱增加较小。由此可以得出结论,植被对美国干旱趋势的影响与气候区有关。在特定的气候区,植被可以放大全球变暖期间未来干旱的风险。

致谢 作者感谢审稿人极有价值和建设性的问题和建议。此项研究是由美国自然科学基金会、农业部和能源部联合项目:地球系统模式预报年代际区域气候 (NIFA-2013-35100-20516)。区域气候变化情景数据由北美区域气候变化评估计划 (NARCCAP) 提供。

参考文献 (References)

Anderegg W R L, Anderegg L D L, Berry J A, et al. 2014. Loss of whole-tree hydraulic conductance during severe drought and multi-year forest die-off [J]. *Oecologia*, 175 (1): 11–23, doi:10.1007/s00442-013-2875-5.

Betts R A. 2000. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo [J]. *Nature*, 408: 187–190, doi:10.1038/35041545.

Bonan G B. 2008. Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests [J]. *Science*, 320: 1444–1449, doi:10.1126/science.1155121.

Charney J, Quirk W J, Chow S-H, et al. 1977. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34: 1366–1385, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1366:ACSOTE>2.0.CO;2.

Charney J G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel [J]. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 101 (428): 193–202, doi:10.1002/qj.49710142802.

Chen G S, Notaro M, Liu Z Y, et al. 2012. Simulated local and remote biophysical effects of afforestation over the southeast United States in boreal summer [J]. *J. Climate*, 25: 4511–4522, doi:10.1175/JCLI-D-11-00317.1.

Cook B I, Ault T R, Smerdon J E. 2015. Unprecedented 21st century drought risk in the American Southwest and Central Plains [J]. *Sci. Adv.*, 1(1): e1400082, doi:10.1126/sciadv.1400082.

Cook B I, Smerdon J E, Seager R, et al. 2014. Global warming and 21st century drying [J]. *Clim. Dyn.*, 43 (9–10): 2607–2627. doi:10.1007/s00382-014-2075-y.

Dai A. 2011. Drought under global warming: A review [J]. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2: 45–65, doi:10.1002/wcc.81.

Dai Y J, Dickinson R R, Wang Y P. 2004. A two-big-leaf model for canopy temperature, photosynthesis, and stomatal conductance [J]. *J. Climate*, 17 (12): 2281–2299, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2281:ATMFCT>2.0.CO;2.

Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR, doi:10.5065/D67W6959.

丁一汇 李巧萍 董文杰. 2005. 植被变化对中国区域气候影响的数值模拟研究 [J]. *气象学报*, 63 (5): 613–621. Ding Y H, Li Q P, Dong W J. 2005. A numerical simulation study of the impacts of vegetation changes on regional climate in China [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 63 (5): 613–621, doi:10.11676/qxxb2005.060

Elguindi N, Bi X, Giorgi F, et al. 2004. RegCM Version 3 User's guide [R]. PWCG Abdus Salam ICTP, Trieste, Italy, 48pp.

Ellison D, Futter M N, Bishop K. 2012. On the forest cover–water yield debate: From demand- to supply-side thinking [J]. *Global Change Biol.*, 18: 806–820, doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02589.x.

Falloon P D, Dankers R, Betts R A, et al. 2012. Role of vegetation change in future climate under the A1B scenario and a climate stabilisation scenario, using the HadCM3C Earth system model [J]. *Biogeosciences*, 9: 4739–4756, doi:10.5194/bg-9-4739-2012.

符滨斌, 袁慧玲. 2001. 恢复自然植被对东亚夏季气候和环境影响的一个虚拟试验 [J]. *科学通报*, 46 (8): 691–695. Fu C B, Yuan H L. 2001. An virtual numerical experiment to understand the impacts of recovering natural vegetation on the summer climate and environmental conditions in East Asia [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 46: 1199–1203, doi:10.1007/BF02900602.

高学杰, 张冬峰, 陈仲新, 等. 2007. 中国当代土地利用对区域气候影响的数值模拟 [J]. *中国科学 (D 辑): 地球科学*, 37 (3): 397–404. Gao X J, Zhang D F, Chen Z X, et al. 2007. Land use effects on climate in China as simulated by a regional climate model [J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 50 (4): 620–628, doi:10.1007/s11430-007-2060-y.

Grimm N B, Chapin III F S, Bierwagen B, et al. 2013. The impacts of climate change on ecosystem structure and function [J]. *Front. Ecol. Environ.*, 11 (9): 474–482, doi:10.1890/120282.

Heim R R. 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States [J]. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 83: 1149–1166.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]// Stocker T F, Qin D, Plattner G -K, et al. (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1535pp, doi: 10.1017/

- CBO9781107415324.
- Jiang Z H, Song J, Li L, et al. 2011. Extreme climate events in China: IPCC-AR4 model evaluation and projection [J]. *Climatic Change*, 110 (1–2): 385–401 doi:10.1007/s10584-011-0090-0.
- Jones J A, Creed I F, Hatcher K L, et al. 2012. Ecosystem processes and human influences regulate streamflow response to climate change at long-term ecological research sites [J]. *BioScience*, 62 (4): 390–404. doi:10.1525/bio.2012.62.4.10.
- Keetch J J, Byram G M. 1968. A Drought Index for Forest Fire Control [R]. USDA Forest Service, Southeast Forest Experiment Station Research Paper SE-38. Asheville, NC, 35pp.
- Kottek M, Grieser J, Beck C, et al. 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated [J]. *Meteor. Z.*, 15 (3): 259–263, doi:10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Liu S M, Lu L, Mao D, et al. 2007. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements [J]. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11: 769–783, doi:10.5194/hess-11-769-2007.
- Liu Y Q. 2010. A numerical study on hydrological impacts of forest restoration in the southern United States [J]. *Ecohydrology*, 4 (2): 299–314, doi:10.1002/eco.178.
- Liu Y Q, Stanturf J, Lu H Q. 2008. Modeling the potential of the northern China forest shelterbelt in improving hydroclimate conditions [J]. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 44 (5): 1176–1192, doi:10.1111/j.1752-1688.2008.00240.x.
- Liu Y Q, Stanturf J, Goodrick S. 2010a. Trends in global wildfire potential in a changing climate [J]. *Forest Ecol. Manag.*, 259 (4): 378–1127, 10.1016/j.foreco.2009.09.002.
- Liu Y Q, Stanturf J, Goodrick S. 2010b. Wildfire potential evaluation during a drought event with a regional climate model and NDVI [J]. *Ecolog. Inform.*, 5 (5): 418–428, doi:10.1016/j.ecoinf.2010.04.001.
- Liu Y Q, Goodrick S L, Stanturf J A. 2013. Future U.S. wildfire potential trends projected using a dynamically downscaled climate change scenario [J]. *Forest Ecol. Manag.*, 294: 120–135, doi:10.1016/j.foreco.2012.06.049.
- Liu Z Y, Notaro M, Kutzbach J, et al. 2006. Assessing global vegetation-climate feedbacks from the observation [J]. *J. Climate*, 19 (5): 787–814, doi:10.1175/JCLI3658.1.
- Ma D, Notaro M, Liu Z Y, et al. 2013. Simulated impacts of afforestation in East China monsoon region as modulated by ocean variability [J]. *Climate Dyn.*, 41: 2439–2450, doi:10.1007/s00382-012-1592-9.
- Mearns L O, Arritt R, Biner S, et al. 2012. The North American regional climate change assessment program: Overview of phase I results [J]. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 93: 1337–1362, doi:10.1175/BAMS-D-11-00223.1.
- Meng X H, Evans J P, McCabe M F. 2014. The impact of observed vegetation changes on land-atmosphere feedbacks during drought [J]. *J. Hydrometeorol.*, 15: 759–776, doi:10.1175/JHM-D-13-0130.1.
- NWS (U. S. National Weather Service). 2006 [2015-6-21]. Drought [OL]. <http://www.nws.noaa.gov/om/brochures/climate/Drought.pdf>.
- Palmer W C. 1965. Meteorological drought [R]. Research Paper 45, U. S. Dept. of Commerce, 58pp.
- Seager R, Ting M F, Held I, et al. 2007. Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America [J]. *Science*, 316 (5828): 1181–1184, doi:10.1126/science.1139601.
- Teuling A J, van Loon A F, Seneviratne S I, et al. 2013. Evapotranspiration amplifies European summer drought [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40: 2071–2075, doi:10.1002/grl.50495.
- Trenberth K E, Dai A, van der Schrier G, et al. 2014. Global warming and changes in drought [J]. *Nature Climate Change*, 4: 17–22, doi:10.1038/NCLIMATE2067.
- Vicente-Serrano S M, Gouveia C, Camarero J J, et al. 2013. Response of vegetation to drought time-scales across global land biomes [J]. *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 110 (1): 52–57, doi:10.1073/pnas.1207068110.
- Wang L, Chen W. 2014. A CMIP5 multimodel projection of future temperature, precipitation, and climatological drought in China [J]. *Int. J. Climatol.*, 34 (6): 2059–2078, doi:10.1002/joc.3822.
- Wu C Y, Chen J M. 2013. Diverse responses of vegetation production to interannual summer drought in North America [J]. *Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinform.*, 21: 1–6, doi:10.1016/j.jag.2012.08.001.
- 吴绍洪, 戴尔阜, 黄玫, 等. 2007. 21 世纪未来气候变化情景(B2)下我国生态系统的脆弱性研究 [J]. *科学通报*, 52 (7): 811–817. Wu S H, Dai E F, Huang M, et al. 2007. Ecosystem vulnerability of China under B2 climate scenario in the 21st century [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 52 (10): 1379–1386, doi:10.1007/s11434-007-0197-x.
- Xanthopoulos G, Maheras G, Gouma V, et al. 2006. Is the Keetch–Byram drought index (KBDI) directly related to plant water stress? [J] *Forest Ecol. Manag.*, 234 (Suppl. 1): S27.
- Yeh T -C, Wetherald R T, Manabe S. 1984. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—A numerical experiment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112: 474–490, doi:10.1175/1520-0493(1984)112<0474:TEOSMO>2.0.CO;2.
- Zargar A, Sadiq R, Naser B, et al. 2011. A review of drought indices [J]. *Environ. Rev.*, 19 (NA): 333–349, doi:10.1139/a11-013.
- Zhang B Q, Wu P Y, Zhao X N, et al. 2013. Spatiotemporal analysis of climate variability (1971–2010) in spring and summer on the Loess Plateau, China [J]. *Hydrological Processes*, 28 (4): 1689–1702, doi:10.1002/hyp.9724.
- Zhang X Q, Lei Y C, Pang Y, et al. 2014. Tree mortality in response to climate change induced drought across Beijing, China [J]. *Climatic Change*, 124 (1–2): 179–190, doi:10.1007/s10584-014-1089-0.
- 曾红玲, 季劲钧, 吴国雄. 2010. 全球植被分布对气候影响的数值试验 [J]. *大气科学*, 34 (1): 1–11. Zeng H L, Ji J J, Wu G X. 2010. Numerical experiment of the influence of global vegetation distribution on climate [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.*, 34 (1): 1–11.
- Zeng N, Neelin J D, Lau K -M, et al. 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction [J]. *Science*, 286: 1537–1540, doi:10.1126/science.286.5444.1537.
- Zheng Y Q, Yu G, Qian Y F, et al. 2002. Simulations of regional climatic effects of vegetation change in China [J]. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 128 (584): 2089–2114, doi:10.1256/003590002320603557.